

Chapitre 7

Cycle hydrologique – précipitations, évaporation et infiltrations

Objectifs

- 1- Décrire et quantifier les différentes composantes du cycle hydrologique.
- 2- Se familiariser avec les instruments de mesure des précipitations et de l'évaporation.
- 3- Évaluer la lame de pluie représentative sur un bassin.
- 4- Quantifier les infiltrations dans le sol par différentes méthodes.
- 5- Estimer l'évaporation à partir d'un plan d'eau.

7.1 Introduction générale

L'hydrologie est la science qui étudie l'eau sous ses aspects quantitatif et qualitatif durant les différentes phases de son cycle dans la nature. L'hydrologue utilise des modèles mathématiques pour prédire les différents phénomènes hydrologiques dans le but de gérer les ressources hydriques d'une manière proactive et non réactive.

Ainsi l'hydrologue relie, par exemple, le débit à l'exutoire d'un bassin aux précipitations génératrices du ruissellement. Comme il existe un délai entre les deux phénomènes, l'hydrologue peut alerter les riverains afin de limiter les dégâts causés par les inondations. Cette marge de manœuvre peut être augmentée grâce au radar météorologique qui prédit les précipitations avant même qu'elles n'atteignent le sol.

L'hydrologue peut aussi utiliser ces prévisions et agir sur le système hydrique afin d'éviter ou du moins de diminuer l'ampleur des dégâts. Ainsi, il prendra la décision de vider un réservoir en prévision d'un volume de ruissellement qu'il aura prédit et qui pourrait occasionner des dégâts en aval.

Les enjeux ne sont pas uniquement de nature sociale mais aussi d'ordre économique. Ainsi, à l'opposé de la décision précédente, le gestionnaire maintiendra le réservoir le plus plein possible pour répondre à la demande énergétique s'il prédit une période sèche.

Ce problème se pose avec acuité dans la gestion des réservoirs annuels, à la fin de l'hiver, dans les régions nordiques. Ces réservoirs, qui ont un cycle de remplissage-vidange d'une année, doivent idéalement être complètement vides juste au début de la crue printanière. Mais si l'on vide ces réservoirs trop hâtivement à la fin de l'hiver et la crue printanière tarde à venir il y a risque de défaillance énergétique. À l'opposé, si l'on maintient le niveau du réservoir trop élevé pendant que la crue survient, on risque de produire des inondations et des déversements qui causent un manque à gagner.

Entre ces deux décisions conflictuelles, on voit se dessiner la notion de gestion du risque hydrologique dans laquelle la fiabilité des prévisions est primordiale.

Par ailleurs, les modèles mathématiques peuvent aussi être utilisés dans l'étape de conception pour calculer les dimensions économiques d'un ouvrage de stockage, d'évacuation ou de drainage.

7.2 Le cycle hydrologique

L'ensemble de tous les processus de transformation de l'eau sur la terre s'appelle cycle hydrologique dont les phases principales sont (figure 7.1) :

1- Évaporation

Elle se fait principalement au niveau des océans qui couvrent 70% de la surface terrestre et contiennent 97% des eaux disponibles. L'évaporation annuelle moyenne à partir des océans est estimée à 1400mm. Cependant, approximativement 90% de ce volume retombe directement sous forme de précipitations sur les océans. Mais l'évaporation se fait aussi directement à partir de l'atmosphère en temps de pluie, au niveau des plans d'eau, du sol humide et à travers la végétation (480mm/an). Dans ce dernier cas on l'appelle transpiration. On groupe sous le nom d'evapotranspiration l'ensemble des processus d'évaporation et de transpiration. L'évaporation directe à partir d'un manteau nival, sans passer par l'état liquide, est appelée sublimation.

2- Transport par les vents et les courants

Les nuages formés par évaporation peuvent être transportés par les vents et les courants. Ces mouvements d'air sont générés par le gradient de pression qui existe entre les centres de haute et basse pressions. L'existence de ces centres est directement reliée au gradient de température entre des endroits exposés différemment au soleil.

3- Précipitations

Sous certaines conditions atmosphériques, les nuages formés par évaporation se condensent et tombent sous l'effet de la gravité, donnant lieu à des précipitations. Celles-ci peuvent être solides ou liquides selon que la température ambiante est respectivement en-dessous ou au-dessus de zéro degré. Les précipitations sur les terres (800mm/an) proviennent à 40% de l'évaporation à partir des océans et à 60% à partir de l'évaporation au niveau des plans d'eau, de l'atmosphère et du sol.

4- Infiltration

Quand les précipitations sont liquides, une partie remplit les dépressions et s'infiltre dans le sol. Ces infiltrations rechargent le sol en humidité et alimentent les nappes souterraines.

5- Écoulement souterrain

Les nappes souterraines alimentent horizontalement les cours d'eau et les lacs durant les jours et les mois qui suivent les infiltrations verticales dans le sol.

Cependant, selon la position relative du niveau de la nappe souterraine et du cours d'eau avoisinant, il peut y avoir écoulement dans un sens ou dans l'autre.

6- Ruisseaulement de surface

L'excédent des précipitations qui ne s'est pas infiltré ou évaporé ou n'a pas été intercepté par la végétation, va s'écouler selon la pente du terrain. C'est le ruisseaulement de surface qui alimente les rivières et les fleuves se déchargeant dans les mers et océans. On estime qu'annuellement seulement 320mm des 800mm tombant sur les terres retournent aux océans sous forme de ruisseaulement de surface. La balance (480mm/an) constitue le déficit d'écoulement.

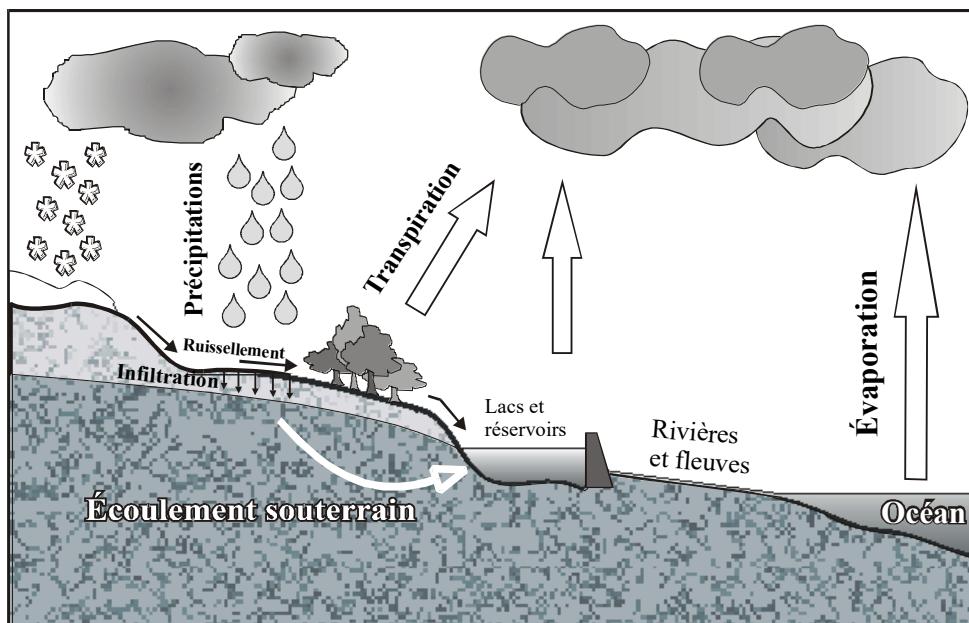


Fig.7.1 Cycle hydrologique

Remarques :

- 1- L'évaporation décroît de l'équateur vers les pôles. Ce taux de décroissance est sensiblement égal à celui de la température.
- 2- Sur un même parallèle, l'intensité de l'évaporation est pratiquement uniforme.
- 3- La quantité totale des précipitations sur un point est inversement proportionnelle à sa distance de l'océan.
- 4- Pour une même position géographique, les quantités totales des précipitations et de ruisseaulement dépendent de l'élévation moyenne du bassin versant.
- 5- Si l'on considère le volume total existant sur la terre, l'eau est une ressource renouvelable sans point critique. Ce qui signifie que le volume total disponible reste inchangé dans le temps peu importent les conditions d'utilisation. Quand on considère un volume restreint (nappe souterraine, lac...), l'eau est une ressource renouvelable avec point critique. Ceci signifie qu'au-delà d'une limite d'exploitation, le volume utilisé dépasse les apports naturels et au bout d'un certain temps la ressource risque d'être épuisée.

7.3 Hydrologie des bassins versants

7.3.1 Définition d'un bassin versant

Un *bassin versant* est un espace géographique tel que chaque goutte d'eau tombée, non évaporée ou absorbée par infiltration, est acheminée par gravité en un point commun appelé *embouchure* ou *exutoire* du bassin versant (figure 7.2).

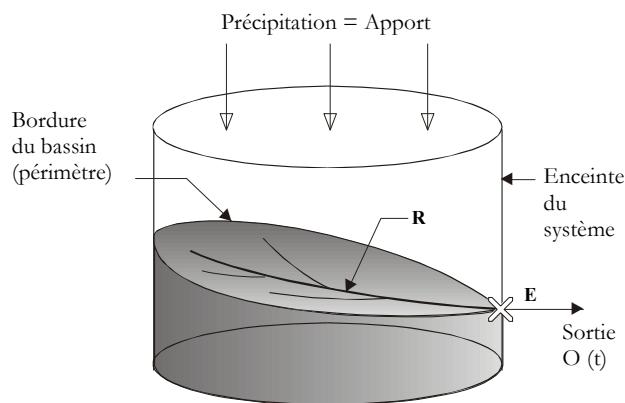
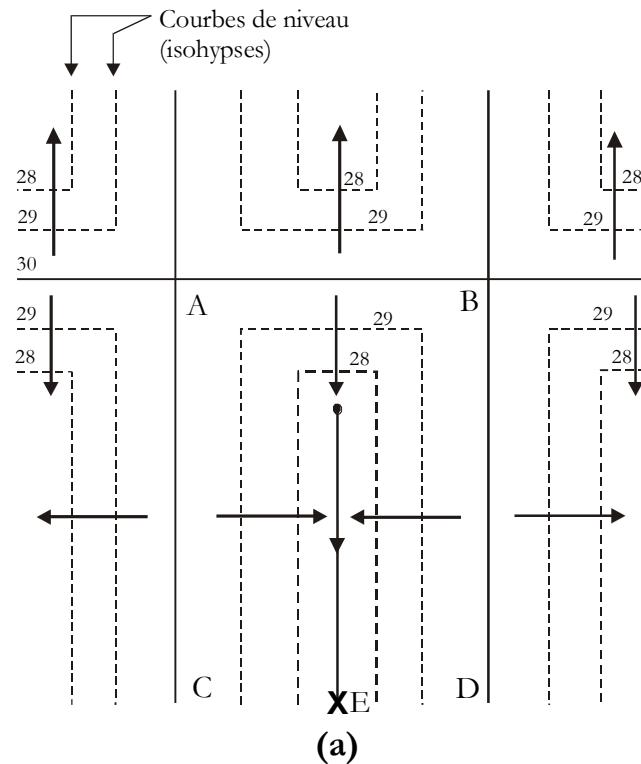


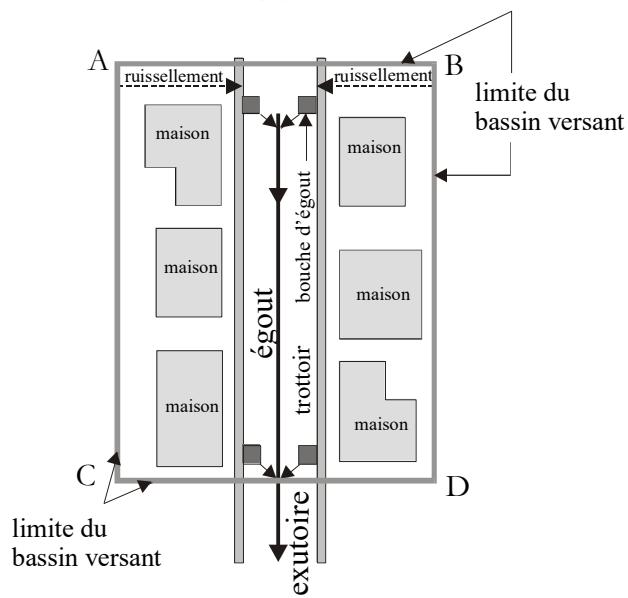
Fig. 7.2 Schématisation d'un bassin versant

Il découle de cette définition que les frontières d'un bassin versant sont les lignes de crête le séparant des bassins versants adjacents. La figure 7.3a illustre la subdivision d'une zone urbaine en six bassins versants séparés par la ligne de crête (30m). L'écoulement de l'eau se fait toujours perpendiculairement aux courbes de niveau (isohypsées). La définition d'un bassin versant est intimement liée au point où l'on veut faire la conception ou la gestion des eaux. À titre d'exemple, la conception d'une conduite d'égout pluvial dans la zone ABCD (figure 7.3a), en tête d'un bassin urbain, peut nous amener à considérer un bassin versant ne comprenant qu'un pâté de maisons (figure 7.3b).

À l'autre extrême, quand on s'intéresse à la gestion des intercepteurs sur le territoire de la ville de Montréal, la subdivision des bassins est beaucoup plus grossière. Les eaux de ruissellement du bassin nord sont drainées vers la Rivière-des-Prairies alors que celles du bassin sud aboutissent au fleuve Saint-Laurent (figure 7.4). Les bassins nord et sud peuvent être subdivisés en sous-bassins, contribuant séparément à l'écoulement à un point de trop-plein au niveau de la jonction avec l'intercepteur.



(a)



(b)

Fig.7.3 Bassins versants urbains

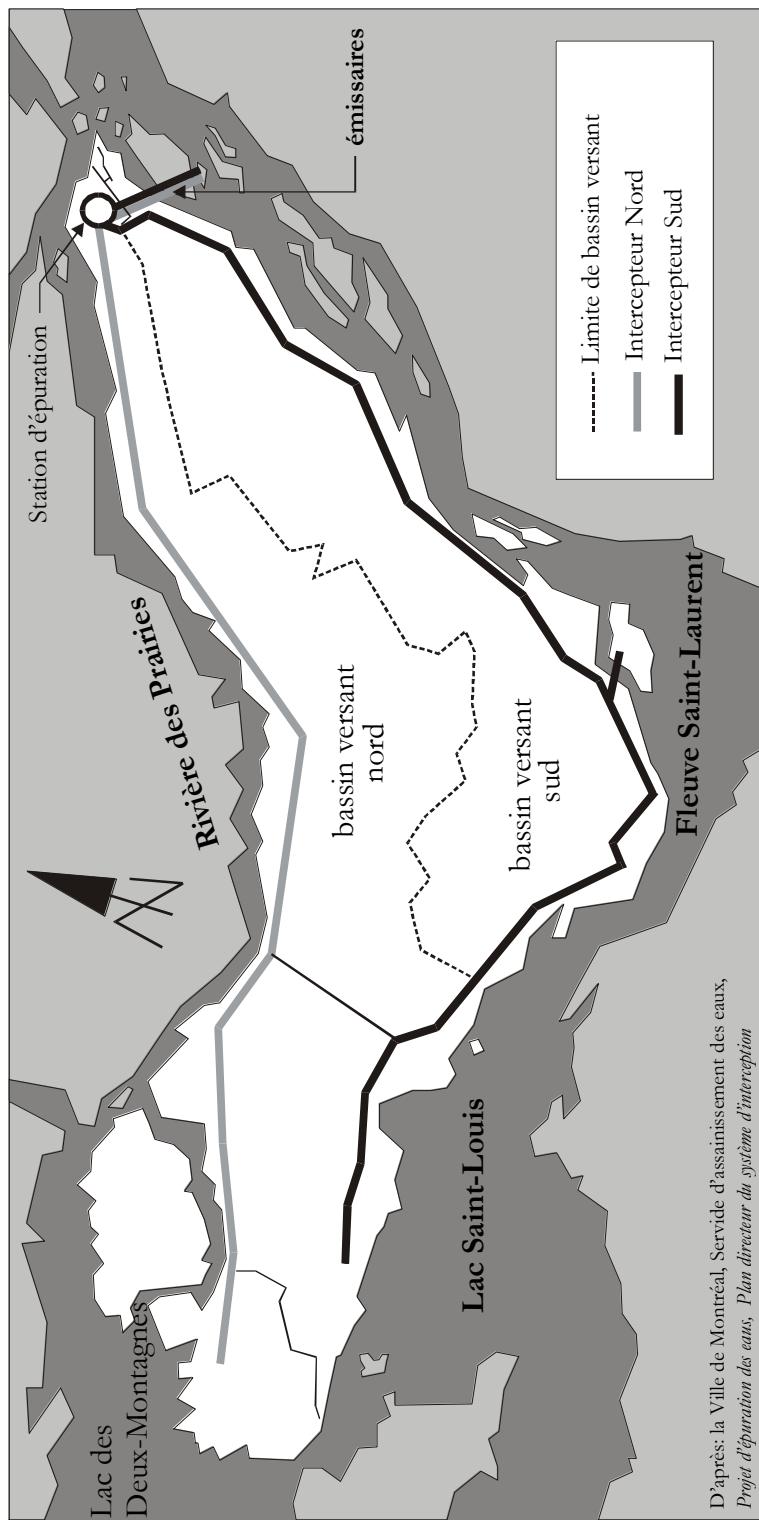


Fig. 7.4 Schéma des bassins nord et sud de la ville de Montréal

D'après: la Ville de Montréal, Service d'assainissement des eaux,
Projet d'épuration des eaux, Plan directeur du système d'interception

7.3.2 Précipitations sur un bassin versant

En hydrologie, on ne s'intéresse pas particulièrement à la connaissance des phénomènes engendrant la formation des précipitations. Ce type de connaissance est du domaine de la météorologie. Les précipitations constituent la donnée de base qui sert de point de départ pour le dimensionnement, la réhabilitation et la gestion en temps réel d'un système hydrique aussi bien en milieu urbain que rural.

7.3.2.1 Classification

On peut classer les précipitations en trois types :

1- Précipitations de convection

Ces précipitations ont surtout lieu au cours de l'été. L'air humide au contact du sol qui est chauffé par les radiations solaires s'élève verticalement. Étant refroidi au cours d'une détente adiabatique, il se condense et donne lieu à des précipitations courtes mais intenses. Ces précipitations sont surtout fréquentes en régions équatoriales mais surviennent aussi en régions tempérées. Compte tenu de leur forte intensité et de leur courte durée, ces précipitations sont éprouvantes pour les réseaux d'assainissement.

2- Précipitations orographiques

Lorsque des masses d'air chaudes et humides provenant des océans rencontrent un sol montagneux froid, elles se condensent et donnent lieu à des précipitations orographiques.

3- Précipitations cycloniques

Quand deux fronts de masses d'air de températures et degrés d'humidité différents se rencontrent, on assiste à des précipitations cycloniques. La masse d'air la plus chaude étant poussée vers le haut, elle se refroidit au cours d'une détente adiabatique et se condense, donnant lieu à des précipitations généralement intenses et prolongées.

En réalité, les précipitations résultent souvent de la combinaison de deux ou trois de ces précipitations élémentaires.

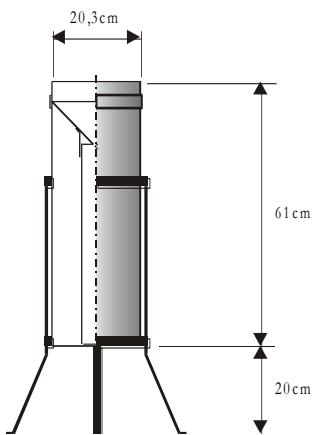
7.3.2.2 Mesure des précipitations

Il existe une grande variété d'appareils de mesure des précipitations qui peuvent être classés en pluviomètres et pluviographes.

Le *pluviomètre* fournit généralement la hauteur de pluie cumulative sur 24 heures. Mais cette durée peut être plus ou moins grande selon la fréquence de lecture. Cet appareil est généralement non enregistreur.

Le *pluviographe* est un appareil enregistreur qui fournit les intensités de pluie à des pas de temps variant entre 1 et 6 minutes.

L'appareil de mesure le plus ancien est le pluviomètre qui permet de déterminer la lame cumulative tombée entre deux lectures.



Le pluviomètre standard américain comporte un élément collecteur, un entonnoir et un récipient cylindrique (figure 7.5).

Il s'agit d'un instrument bon marché qui ne comporte aucune composante électrique ou mécanique pouvant faire défaut. On peut lire la lame cumulative tombée, directement sur l'appareil ou en transvidant l'eau du récipient dans un tube gradué.

Fig. 7.5 Pluviomètre standard américain (Weather-Bureau)

Cet appareil possède par ailleurs trois inconvénients :

- 1) L'erreur de mesure peut être non négligeable à cause des pertes par éclaboussement, évaporation et effet du vent.
- 2) Cet appareil ne fournit pas l'hyégramme mais seulement la lame cumulative; les modèles hydrologiques utilisés actuellement nécessitent la connaissance de la variation de l'intensité de la pluie dans le temps; ceci est d'autant plus vrai pour les bassins urbains où le ruissellement ne dure que quelques minutes.
- 3) Cet appareil ne se prête pas à l'automatisation et ne permet ni la lecture ni l'enregistrement ni la transmission des mesures à distance; ceci pose un grand problème pour les régions éloignées et pour la gestion en temps réel.

Le pluviographe à augets basculeurs permet de remédier à ces lacunes (figure 7.6).

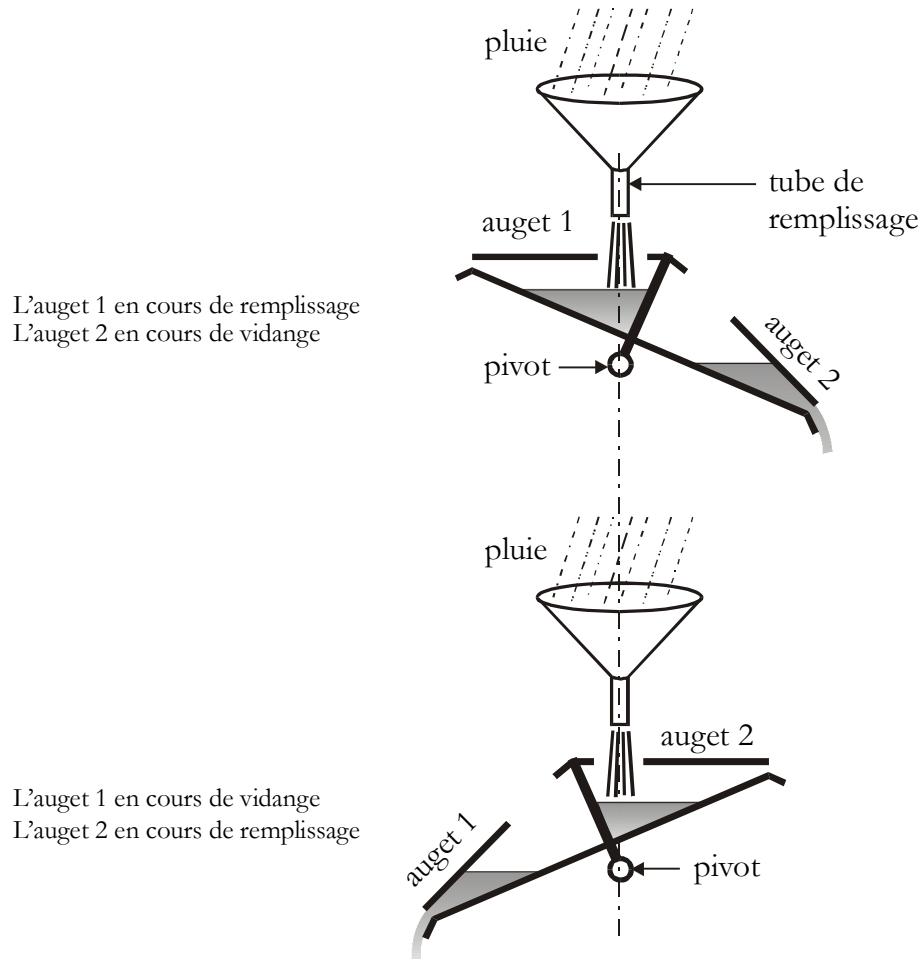


Fig. 7.6 Pluviographe à augets basculeurs

Cet appareil comprend deux compartiments qui se remplissent et se vident tour à tour sous l'effet du poids du volume des précipitations captées par l'entonnoir collecteur. Chaque basculement de l'appareil est comptabilisé en actionnant le contact d'un relais. Connaissant la hauteur d'eau qui provoque le basculement, on peut reconstituer la lame d'eau tombée en comptant le nombre de basculements dans une unité de temps qui peut être aussi petite que la minute. Le choix de la surface de réception du cône (400 à 2000cm^2) et du poids de l'eau qui fait basculer l'auget (4 à 20g) permet d'établir la relation entre la lame tombée et le basculement des augets. D'une manière générale, une résolution de 0,2mm est suffisante pour décrire précisément les hyéogrammes.

Cet appareil qui est relativement précis permet l'enregistrement de l'hyégramme et la transmission des données à distance. Le pluviographe à augets basculeurs qui est très populaire pour les bassins urbains ne permet qu'une mesure ponctuelle des précipitations.

Le radar météorologique permet de couvrir une grande surface de bassin avec une résolution spatiale de l'ordre du km² et temporelle de l'ordre de 5 minutes. De plus, il a l'avantage de mesurer tous les types de précipitations et de permettre la prévision alors que les nuages sont encore à une certaine distance du bassin concerné.

Le principe du radar est basé sur la réflexion électromagnétique des nuages. Quand les ondes émises par le radar atteignent des gouttelettes d'eau ou des cristaux de glace, elles sont réfléchies et captées. Il reste à transformer la réflectivité Z mesurée par le radar en intensité de précipitations au sol. La relation la plus utilisée pour opérer cette transformation est celle de Marshall-Palmer (Chocat, 1997) :

$$Z = 200 \cdot P^{1,6} \quad (7.1)$$

où P est l'intensité des précipitations en mm/h,
Z est le taux effectif de réflexion mesuré par le radar en mm⁶/m³.

L'exploration en volume de l'atmosphère est accomplie grâce à deux mouvements de base : 1) la rotation de l'antenne permet de mesurer l'étendue spatiale des précipitations, 2) l'inclinaison verticale permet de mesurer la hauteur des précipitations.

Le radar est sensible aux bruits et aux mouvements atmosphériques qui agissent sur la vitesse de chute de la pluie. Les valeurs empiriques présentées dans la relation (7.1) se voient modifiées en fonction du contexte.

7.3.2.3 Évaluation des précipitations sur un bassin versant

En général, la répartition géographique de l'intensité des précipitations n'est pas homogène sur un bassin. L'intensité des précipitations peut varier, entre autre, sensiblement avec l'altitude, et l'exposition du bassin par rapport aux vents dominants. C'est pour cette raison qu'on installe un réseau de pluviomètres assez dense pour mesurer les précipitations avec le maximum de précision. Le problème qui se pose maintenant est l'évaluation des précipitations représentatives, connaissant les mesures fournies par des pluviomètres installés sur le bassin.

- Méthode de la moyenne arithmétique

C'est la méthode la plus simple mais non la plus précise. Elle consiste à faire la moyenne arithmétique P des valeurs enregistrées à tous les pluviomètres :

$$P = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n P_i \quad (7.2)$$

où n est le nombre de stations pluviométriques,
 P_i est la hauteur des précipitations enregistrée à la station « i ».

Cette méthode peut être utilisée soit dans les bassins où les variations orographiques sont peu importantes soit dans les bassins densément instrumentés.

Pour obtenir une moyenne plus représentative, on utilise la méthode des isohyètes ou la méthode des polygones de Thiessen.

- Méthode des isohyètes

On définit une *isohyète* comme étant une ligne virtuelle reliant les points d'une région le long desquels les précipitations sont identiques (figure 7.7).

On trace un réseau d'isohyètes à l'aide des enregistrements disponibles. La hauteur moyenne des précipitations sur le bassin est alors :

$$P = \frac{\sum_{i=1}^k A_i P_i}{A} \quad (7.3)$$

où A_i est la superficie comprise entre les isohyètes i et $i+1$,
 A est la superficie totale du bassin,
 k est le nombre d'intervalle.

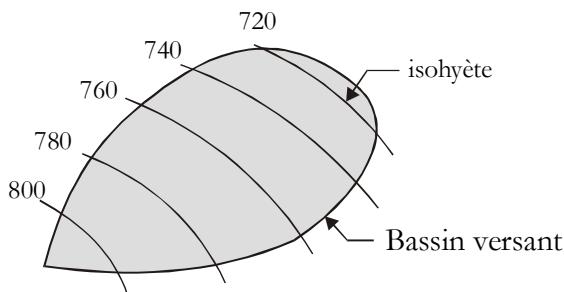


Fig. 7.7 Réseau d'isohyètes sur un bassin versant

La valeur de P_i est obtenue par :

$$P_i = \frac{h_i + h_{i+1}}{2}$$

où h_i est la hauteur des précipitations de l'isohyète « i »

Cette méthode possède l'avantage de prendre en considération la distribution géographique des stations. Malheureusement, la détermination des isohyètes sur la carte du bassin s'avère un problème à cause du nombre limité de stations pluviométriques généralement disponibles.

- Méthode de Thiessen

Cette méthode est basée sur le principe que l'intensité de la pluie en un point donné du bassin est mieux représentée par la station météorologique la plus proche. Dans cette méthode, on commence par relier chaque station aux stations directement avoisinantes par des segments de droite (figure 7.8). On coupe ensuite chacun des côtés des triangles ainsi formés par la médiatrice. Chaque station a un facteur de pondération proportionnel à la superficie délimitée par les médiatrices directement situées dans son voisinage.

La hauteur moyenne des précipitations est obtenue par :

$$P = \frac{\sum_{i=1}^k A_i P_i}{A} \quad (7.4)$$

où k est le nombre de stations,
 A_i est la superficie du polygone « i »,
 P_i est la hauteur de précipitation enregistrée à la station « i »,
A est la superficie totale du bassin

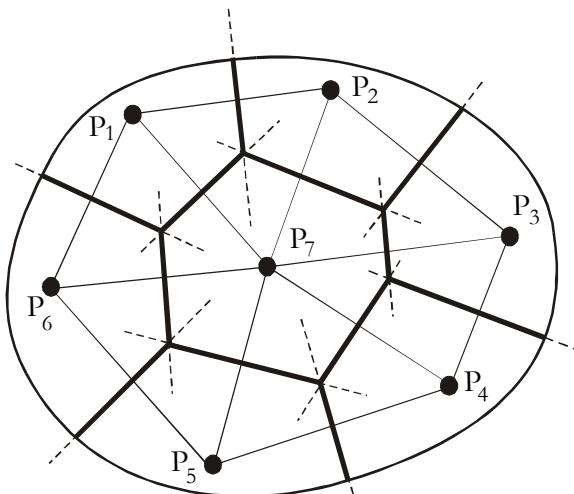


Fig. 7.8 Méthode de Thiessen

Cette méthode géométrique, qui est basée sur un principe de bon sens, semble donner le plus de satisfaction aux hydrologues. Elle est ainsi la plus utilisée.

7.3.3 Notion d'infiltration

Tel que défini au paragraphe 7.2, on appelle *infiltration* la partie des précipitations qui est absorbée par le sol et dirigée vers les couches inférieures. En pratique, avant que le ruissellement ne commence, il faut que les dépressions de surface soient remplies.

7.3.3.1 *Les pertes par dépression*

Au début d'une averse, une certaine lame de pluie est nécessaire pour combler les dépressions qui existent sur les surfaces perméables et imperméables. Cette lame varie de 0.2 à 3mm pour les surfaces imperméables et de 3 à 15mm pour les surfaces perméables. En fait, pour les surfaces imperméables cette lame peut être reliée à la pente du bassin par une relation empirique du genre (Chocat, 1997) :

$$\begin{aligned} d_p &= a + b(3 - S) && \text{si } S < 3\% \\ d_p &= a && \text{si } S > 3\% \end{aligned}$$

où d_p représente les pertes par dépression
 S est la pente moyenne du bassin, en %
 Pour les surfaces perméables $a = 2\text{mm}$ $b = 4\text{mm}$
 Pour les surfaces imperméables $a = 0.5\text{mm}$ $b = 1\text{mm}$

7.3.3.2 Méthode de l'indice d'infiltration

Le phénomène d'infiltration est complexe. Il est difficile de prédire d'une manière précise la quantité d'eau qui s'infiltra durant et après une averse. Cette quantité dépend de l'humidité du sol, de l'épaisseur de la couche saturée, de la compacité du sol, de la couverture végétale, du gel, de la quantité d'air dans le sol, de la pente de la surface...

Une des méthodes les plus simples est celle de l'indice d'infiltration ϕ (figure 7.9).

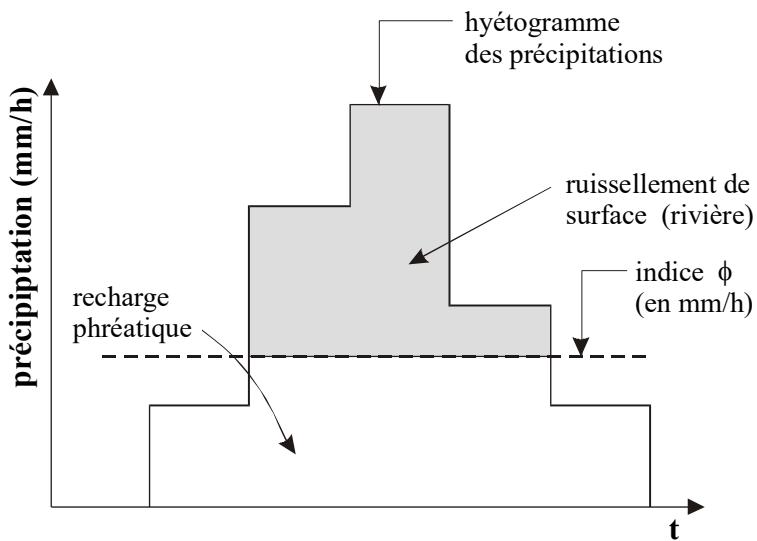


Fig. 7.9 Indice d'infiltration

L'indice ϕ représente l'intensité moyenne au-dessus de laquelle tout excédent des précipitations se retrouve sous forme d'écoulement (figure 7.9). Mathématiquement, l'indice d'infiltration ϕ se calcule par la relation suivante :

$$\sum_{i=1}^N (i_i - \phi) \Delta t = \text{ruissellement de surface} \quad (7.5)$$

où i_i est l'intensité de la pluie en mm/h au temps i ,
 Δt est le pas de temps en heures.

Application 7.1

Le tableau suivant fournit l'hyéogramme de pluie tombée sur un bassin versant :

période de 30 minutes	1	2	3	4	5
intensité i (mm/h)	20	40	60	50	30

Le ruissellement net recueilli à l'exutoire du bassin à la suite de cette pluie a été mesuré : $R = 40\text{mm}$. Il faut estimer l'indice d'infiltration ϕ pour ce bassin.

Supposons $\phi \leq 20\text{mm/h}$.

L'équation de calcul de ϕ se présente sous la forme :

$$\frac{(20-\phi)+(40-\phi)+(60-\phi)+(50-\phi)+(30-\phi)}{2} = 40 \quad (1)$$

soit $\phi = 24\text{mm/h}$.

Cette valeur de ϕ est incompatible avec l'hypothèse de départ et génère une valeur négative dans le premier terme du membre gauche de l'équation (1).

On suppose maintenant $\phi \leq 30\text{mm/h}$. On réécrit l'équation (7.5) sous la forme suivante en éliminant l'intensité 20mm/h :

$$\frac{(40-\phi)+(60-\phi)+(50-\phi)+(30-\phi)}{2} = 40$$

soit $\phi = 25\text{mm/h}$, en accord avec l'hypothèse de départ.

Cette méthode, quoique simple et utilisée dans la pratique, ne tient pas compte de la réalité hydrologique. En effet, elle suppose que le taux d'infiltration est constant durant une averse donnée. On sait cependant que si le sol est sec au début d'une averse, l'infiltration initiale est très importante et décroît au fur et à mesure que le sol devient saturé. C'est cette lacune que comble la méthode de Horton.

7.3.3.3 Méthode de Horton

La formule de Horton (1940) exprime l'intensité d'infiltration par (figure 7.10):

$$f(t) = f_\infty + (f_0 - f_\infty)e^{-kt} \quad (7.6)$$

où f_0 est l'infiltration maximum au temps $t = 0$,
 f_∞ est l'infiltration asymptotique quand t devient grand,
 t est le temps écoulé depuis le début des précipitations,
 k est un paramètre en unités inverses du temps.

Les valeurs de l'intensité de l'infiltration s'expriment généralement en millimètres d'eau par heure ou pouces d'eau par heure.

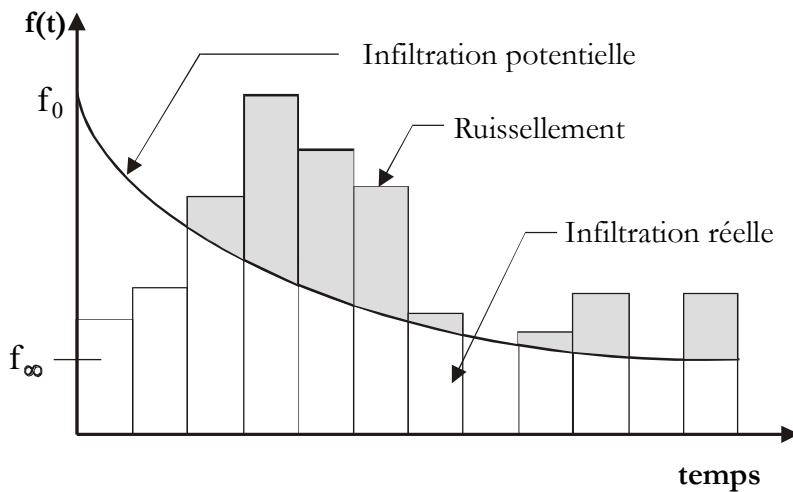


Fig. 7.10 Méthode de Horton

Par l'intégration de l'équation (7.6), on obtient l'infiltration cumulative (en millimètres d'eau) :

$$F(t) = f_\infty t + \frac{(f_0 - f_\infty)}{k} (1 - e^{-kt}) \quad (7.7)$$

Le tableau 7.1 donne les paramètres de l'équation de Horton en fonction du type de sol.

Catégorie de sol	A	B	C	D
f_0 (mm/h)	250	200	125	75
f_∞ (mm/h)	25	12	6	2,5
K (1/h)	2 à 5	2 à 5	2 à 5	2 à 5

- A : faible possibilité de ruissellement (sable et gravier bien drainés)
 B : taux d'infiltration moyen (texture moyennement fine à moyennement grosse : sable)
 C : faible taux d'infiltration (texture assez fine, sols contenant de l'argile)
 D : forte possibilité de ruissellement (argiles, nappes constamment hautes)

Tableau 7.1 Paramètres d'infiltration de Horton

Application 7.2

Le sol d'un bassin possède les caractéristiques suivantes :

$$f_0 = 74 \text{ mm/h}$$

$$f_\infty = 15 \text{ mm/h}$$

$$K = 2 \text{ h}^{-1}$$

Quelle est l'infiltration cumulative potentielle dans ce bassin sur une durée de 5 heures ?

$$F = f_\infty t + \left(\frac{f_0 - f_\infty}{K} \right) \left(1 - e^{-Kt} \right)$$

$$F = 15 \cdot 5 + \left(\frac{75 - 15}{2} \right) \left(1 - e^{-2 \cdot 5} \right) = 105 \text{ mm}$$

Il est possible de tenir compte des conditions initiales d'humidité du sol en définissant de façon convenable le taux d'infiltration initial f_0 . En effet, lorsque le sol est humide ou la nappe phréatique est haute, les valeurs fournies dans le tableau 7.1 peuvent être réduites de plus de 50%. À l'inverse, en présence de végétation dense, ces valeurs peuvent être majorées en conséquence. Chocat (1997) propose de choisir f_0 en fonction de f_∞ en tenant compte de la pluviosité antécédente. Si le sol est saturé en humidité au début de l'écoulement, on peut considérer que f_0 est égal à f_∞ . Pour un sol sec, on peut utiliser $f_0 = 4 f_\infty$ en l'absence de données.

Pour les bassins jaugés où des hyéogrammes et des hydrogrammes sont disponibles, on peut estimer f_0 par calcul. Si l'on peut réduire toutes les pertes dues aux infiltrations, la lame cumulative F peut être considérée égale à la différence entre la lame de pluie brute P et la lame de ruissellement R ($F = P - R$). La lame nette de ruissellement peut être calculée par la relation :

$$R = \frac{\text{volume de ruissellement}}{\text{superficie du bassin}} \quad (7.8)$$

L'équation (7.7) permet d'écrire :

$$f_0 = f_\infty + K \left(\frac{F - f_\infty t}{1 - e^{-Kt}} \right) \quad (7.9)$$

Il est important de souligner qu'à un instant t donné, l'intensité de l'infiltration dans le sol ne peut pas dépasser l'intensité des précipitations. C'est pour cette raison que l'on fait la distinction entre l'infiltration réelle et l'infiltration potentielle en écrivant :

$$f(t)_{\text{réelle}} = \min [f(t)_{\text{potentielle}}, i(t)] \quad (7.10)$$

où $i(t)$ est l'infiltration en fonction du temps t

Une méthode plus juste pour tenir compte du fait que l'infiltration potentielle est supérieure à la pluie en début de l'orage consiste à décaler la courbe d'infiltration dans le temps comme le montre la figure 7.11. De cette manière, le ruissellement ne commence que lorsque le volume d'eau qui s'est infiltré devient égal au volume d'eau des précipitations.

$$\int_0^{t_0} i(t) dt = \int_0^{t_1 - t_0} f(t) dt \quad (7.11)$$

et

$$i(t_1) = f(t_1 - t_0) \quad (7.12)$$

Le décalage montré sur la figure 7.11 est tel que les volumes initiaux situés au-dessus et en-dessous de l'hyéogramme sont égaux.

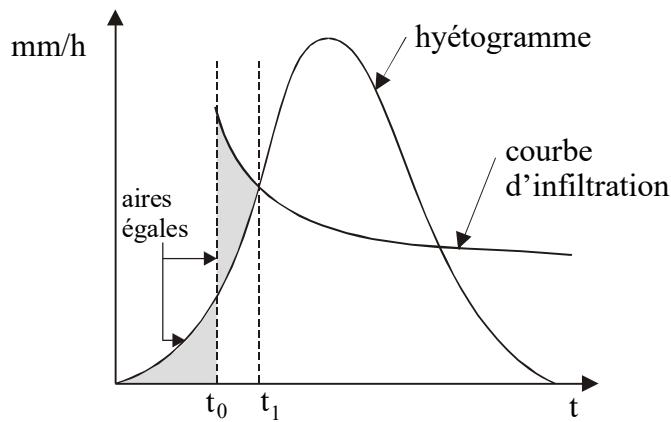


Fig. 7.11 Décalage de la courbe théorique d'infiltration

Le lecteur intéressé à connaître davantage sur les méthodes d'estimation de l'infiltration peut consulter l'ouvrage spécialisé de Smith (2002) qui traite exclusivement du sujet.

7.3.4 Notion d'évaporation

7.3.4.1 Définition

La vaporisation (évaporation à la surface de l'eau) est le phénomène par lequel le liquide se transforme en vapeur. La transformation en vapeur d'un solide tel que la neige ou la glace, sans passer par l'état liquide, s'appelle sublimation.

7.3.4.2 Description et quantification du phénomène

L'évaporation est directement contrôlée par l'énergie disponible sur la surface de contact (température) et par la facilité de mouvement de la vapeur dans l'atmosphère (vent).

Un volume d'air, en contact avec une surface solide ou liquide, ne peut contenir qu'une quantité limitée de vapeur pour une température et une pression données de l'air. Tant que la pression de vapeur à la surface du plan d'eau est inférieure à la pression de saturation, il y a de l'évaporation. Quand la pression de vapeur de saturation est atteinte, de la vapeur est ajoutée, elle se condense et retourne à la surface du liquide. On comprend donc qu'au moment de la saturation, il y a autant de molécules qui quittent la surface de l'eau pour s'évaporer que de molécules qui se condensent pour retourner à la surface de l'eau. On exprime que l'évaporation est directement proportionnelle à la différence entre la pression de vapeur de saturation et la pression de vapeur réelle à la surface du liquide par :

$$E = C(e_w - e_a) \quad (7.13)$$

où C est un paramètre,
 E est l'évaporation journalière en millimètres quand C = 3,66,
 mensuelle en millimètres quand C = 110,
 e_w est la pression de vapeur de saturation (en kilopascals)
 correspondant à la température moyenne journalière ou mensuelle
 à la surface de l'eau (voir tableau 7.2),
 e_a est la pression moyenne journalière ou mensuelle de vapeur à la
 température de l'air (en kilopascals).

La présence du facteur vent modifie sensiblement le phénomène d'évaporation en facilitant la diffusion de la vapeur dans l'atmosphère. Pour tenir compte du facteur vent qui fait augmenter l'évaporation, on utilise la formule de Meyer (1944) :

$$E = C(e_w - e_a)(1 + 0,062 \cdot V) \quad (7.14)$$

où

V est la vitesse du vent à 7 mètres au-dessus de la surface de l'eau (km/h).

La pression de la vapeur de saturation e_w en kPa est fournie au tableau 7.2. Elle peut aussi être calculée à partir de la température t en degrés Celsius en utilisant la relation :

$$e_w = 0,6118e^{17,27t/(237,3+t)} \quad (7.15)$$

Par ailleurs, la pression de vapeur e_a peut être calculée à partir de l'humidité relative qui est définie par :

$$\text{humidité relative} = \frac{\text{pression de vapeur pour la température de l'air}}{\text{pression de vapeur à la saturation pour la température de l'air}} = \frac{e_a}{e_w}$$

Température (degrés C)	Pression de vapeur à la saturation (kPa)	Température (degrés C)	Pression de vapeur à la saturation (kPa)
-35	0,030	0	0,611
-30	0,050	5	0,873
-25	0,080	10	1,228
-20	0,125	15	1,704
-15	0,184	20	2,339
-10	0,288	25	3,169
-5	0,425	30	4,244

Tableau 7.2 Température de l'air et pression de vapeur à la saturation

Comme pour la mesure de la pluie, l'évaporation peut être mesurée directement à l'aide d'un bac d'évaporation standard circulaire en acier galvanisé de diamètre $D = 1,21\text{m}$ et de hauteur $h = 0,255\text{m}$ (figure 7.12). Cependant, l'évaporation à partir de ce bac est supérieure à l'évaporation à partir d'un plan d'eau étendu. Afin de ne pas surestimer l'évaporation, l'utilisation de paramètres de correction est nécessaire (Wanielista et al., 1997).

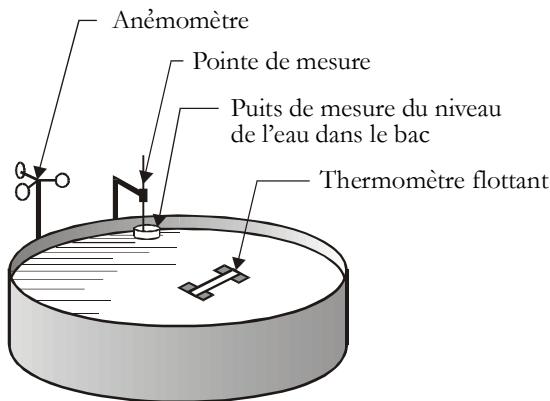


Fig. 7.12 Bac d'évaporation du Weather Bureau (1955)

Quand l'évaporation est estimée à l'échelle de l'année, le coefficient de correction à appliquer à la mesure du bac pour évaluer l'évaporation à partir du plan d'eau varie entre 0,65 et 0,82 (Kohler et al., 1955). Doorenbos et Pruitt (1977) ont produit un tableau récapitulatif du coefficient de correction nécessaire dans chaque configuration.

Remarque.

En pratique, l'évaporation est calculée principalement pour une grande surface d'eau telle un lac, sur une grande période s'étalant sur des semaines, voire des mois. Durant une période de crue ponctuelle au niveau du bassin versant, l'évaporation est soit négligée soit fixée à un taux arbitraire variant entre 1 et 10mm/j.

Application 7.3

On veut estimer l'évaporation journalière à partir de la surface d'un lac situé dans la région de Montréal. La température moyenne de l'air est $t_a = 30^\circ\text{C}$. La température moyenne de l'eau est $t_e = 15^\circ\text{C}$. La vitesse du vent a été mesurée : $V = 20\text{km/h}$. L'humidité relative de l'air a été mesurée à l'aide d'un psychromètre : 20%. Il faut calculer l'évaporation journalière à partir de la surface du lac.

D'après le tableau 7.2 :

$$\begin{aligned}e_w(t_e = 15^\circ\text{C}) &= 1,704\text{kPa} \\e_w(t_a = 30^\circ\text{C}) &= 4,244\text{kPa}\end{aligned}$$

$$\begin{aligned}\text{humidité} &= 0,2 = e_a(t_a = 30^\circ\text{C}) / e_w(t_a = 30^\circ\text{C}) \\ \text{Donc } e_a(t_a = 30^\circ\text{C}) &= 0,2(4,244) = 0,8488\text{kPa}\end{aligned}$$

$$E = 3,66(1,704 - 0,8488)(1 + 0,062 \cdot 20) = 7\text{mm/j}$$

RÉSUMÉ

- 1- D'une manière générale, les précipitations représentatives sur un bassin versant peuvent être estimées à partir de la relation suivante :

$$P = \frac{\sum_{i=1}^k A_i P_i}{A}$$

où k est le nombre de stations pluviométriques.

Dans la méthode de la moyenne arithmétique, on a $A_i = A/k$.

Dans la méthode des isohyètes, $P_i = (h_i + h_{i+1})/2$; A_i est la superficie comprise entre les isohyètes i et i+1 et A est la superficie du bassin.

Dans la méthode des polygones de Thiessen, A_i est la superficie délimitée par les médiatrices directement situées dans le voisinage de station i.

- 2- L'indice d'infiltration ϕ se calcule par la relation

$$\text{ruissellement de surface} = \sum_{j=1}^N (i_j - \phi) \Delta t$$

où les i_j sont les intensités de pluie en mm/h,

Δt est le pas de temps en heures.

- 3- La formule de Horton exprime la variation de l'intensité d'infiltration en fonction du temps :

$$f(t) = f_\infty + (f_0 - f_\infty) e^{-kt}$$

et la lame cumulative d'infiltration par la relation :

$$F(t) = f_\infty t + \frac{(f_0 - f_\infty)}{K} (1 - e^{-kt})$$

- 4- La formule de Meyer permet d'estimer l'évaporation à partir de la surface d'un plan d'eau :

$$E = C(e_w - e_a)(1 + 0,062V)$$

EXERCICES

Exercice 7.1

Un bassin de drainage a la forme d'un carré ayant des côtés de deux unités de longueur. Les pluviomètres installés sur trois des coins du bassin ont enregistré 50mm, 20mm et 10mm de pluie (en lisant dans le sens des aiguilles d'une montre autour du carré). Il faut déterminer la moyenne des précipitations sur le bassin par la méthode des polygones de Thiessen et comparer avec la moyenne arithmétique.

Exercice 7.2

Un bassin versant a une superficie de 1100km². Un réseau de stations pluviométriques a permis de tracer la carte de l'isohyète suivante au cours d'un orage :

Intervalle des isohyètes (mm)	Superficie (km ²)
40 à 60	600
20 à 40	300
0 à 20	200

Il faut déterminer la valeur représentative des précipitations à l'intérieur de ce bassin à l'aide de la méthode des isohyètes.

Exercice 7.3

Une pluie ayant une intensité constante de 40mm/h est tombée sur un bassin durant deux heures.

Il s'agit de trouver la hauteur d'averse nette ou excédentaire en utilisant la formule de Horton pour l'infiltration.

Les paramètres de la formule de Horton sont les suivants:

$$\text{Taux initial d'infiltration } f_0 = 40 \text{ mm/h}$$

$$\text{Taux asymptotique d'infiltration } f_\infty = 25 \text{ mm/h}$$

$$K = 3,0 \text{ h}^{-1}$$

Exercice 7.4

Lors d'un orage, on a enregistré l'hyégramme suivant :

Heure	12h00	12h30	13h00	13h30	14h00
I (mm/h)	25	50	75	50	20

Le ruissellement de surface mesuré à l'exutoire du bassin a été de 30mm.

Il faut trouver l'indice d'infiltration ϕ pour le bassin.

Exercice 7.5

Il faut déterminer l'évaporation journalière d'un lac à partir des données suivantes :

Température de l'eau	:	20°C
Température de l'air	:	30°C
Vitesse du vent	:	30 km/h
Humidité relative :		30%

EXERCICES SUPPLÉMENTAIRES

Exercice 7.6

Suite à un orage dont l'hyéogramme est représenté par la figure 7.13, on a mesuré 32 mm de ruissellement à l'exutoire d'un bassin versant.

- 1) Calculer l'indice d'infiltration Φ pour ce bassin.
- 2) Sachant que le bassin a une superficie de 200 ha., calculer le volume de ruissellement.

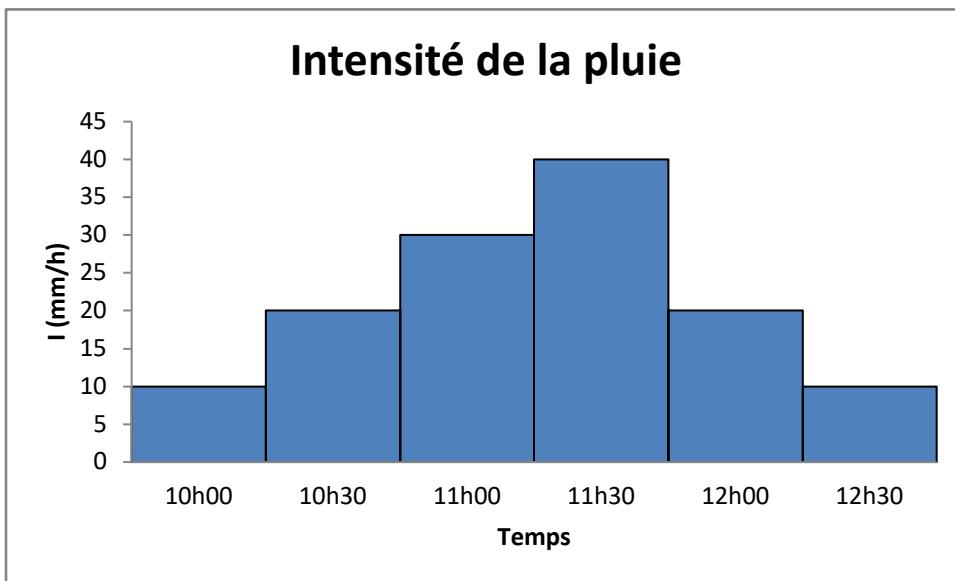


Fig. 7.13

- 3) La figure 7.14 représente l'hydrogramme enregistré à la sortie du bassin suite à l'orage enregistré sur la figure 7.13. Est-ce que la superficie considérée dans la question 2) est juste?

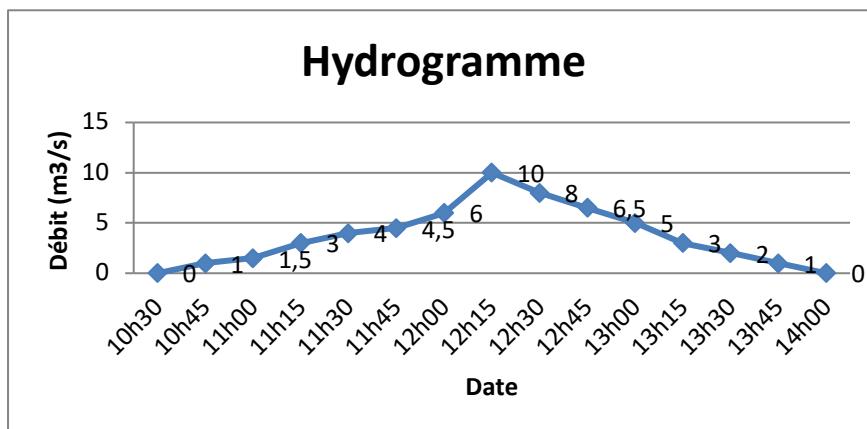


Fig. 7.14

Exercice 7.7

Les données suivantes de précipitation ont été obtenues au cours d'une averse dans la région de Montréal.

t (min)	0	15	30	45	60	75	90	105	120
P (mm)	-	12	16	19	23	15	9	6	2

Sachant que le ruissellement de surface mesuré à l'exutoire du bassin a été 80 mm, déterminez :

- 1) L'indice Φ du bassin.
- 2) L'hyéogramme de pluie nette.

Exercice 7.8

Les données suivantes de précipitation ont été obtenues au cours d'une averse le 14 juillet 1984 :

t (min)	0	5	10	15	20	25	30	35	40
P (mm)	-	1.78	5.08	6.35	5.59	5.33	4.06	3.05	0,76

Pour les besoins d'une étude statistique, on vous demande de déterminer :

- 1) l'intensité moyenne, en mm/h, pour cette averse;
- 2) la hauteur maximale de pluie tombée pendant une durée consécutive de 15 min, et ensuite de 30 min;
- 3) l'intensité, en mm/h, correspondant à chacune des hauteurs maximales trouvées en 2).
- 4) Calculer l'hyégramme de pluie nette en considérant un indice Φ du bassin égal à 20 mm/h.

OUVRAGES DE RÉFÉRENCE DU CHAPITRE 7

Chocat, B. (1997), *Encyclopédie de l'hydrologie et de l'assainissement*, Lavoisier TEC & DOC, ISBN 2-7430-0126, Paris, France.

Communauté urbaine de Montréal, Projet d'épuration des eaux – Plan directeur du système d'interception

Doorenbos, J. and Pruitt, W. O. (1977), *Crop Water Requirements*, Irrigation and Drainage paper, 24, UN Food and Agriculture Organisation, Rome, Italy.

Kidd, C. H. R. (1978), Rainfall-Runoff Processes over Urban Surfaces, *Proceedings of the International Workshop*, Institute of Hydrology, Walingford, Oxon, Angleterre

Kohler, M. A., Nordenson, T. J. and Fox, W. E. (1950), *Evaporation from Pans and Lakes*, Research Paper No. 38, U. S. Weather Bureau, Washington D.C.

Meyer, A. F. (1944), *Evaporation from Lakes and Reservoirs*, Minnesota Resources Commission, St. Paul, June 1944.

Rawls, J. W., Ahwja, R. L., Brakensiek, L. D. and Shirmohammad, A. (1992), *Infiltration and Soil Water Movement*, Handbook of Hydrology, Editor : David R. Maidment, p. 5.1-5.51

Sempere Torres D., Porra J.M. et Creutis J.D. (1994), A general formulation for rain drop size distribution, *J. Appl. Meteor.*, vol. 33, 1494-1502.

Shuttleworth, J. W. (1992), *Evaporation*, Handbook of Hydrology, Editor : David R. Maidment, p. 4.1 – 4.53

Smith, R. E. (2002), *Infiltration Theory for Hydrologic Applications*, American Geophysical Union, Washinton, ISBN 087590319-3

Wanielista, M., Kersten, R. and Eaglin, R. (1997), *Hydrology*, John Wiley & Sons Inc., ISBN 0471-07259-1.

SYMBOLES DU CHAPITRE 7

A	: superficie
C	: paramètre d'évaporation
e_a	: pression de vapeur
e_w	: pression de vapeur de saturation
E	: évaporation journalière
f	: fonction d'infiltration
f_0	: infiltration maximum
f_∞	: infiltration minimum
F	: fonction d'infiltration
h	: hauteur des précipitations
i	: intensité de pluie
k	: nombre de stations,
K	: paramètre d'infiltration
N	: nombre de stations pluviométriques
P	: intensité des précipitations, lame de pluie brute
P_i	: hauteur des précipitations à une station i
t	: temps
V	: vitesse du vent
Z	: taux effectif de réflexion (radar)
Δ	: variation
ϕ	: indice d'infiltration